

数值模拟青藏高原东北边缘冰雹云形成的 中尺度环境——一个例研究

周 崑^{1,2}, 张 强², 康凤琴²

(1. 中国气象科学研究院, 北京 100081; 2. 中国气象局兰州干旱气象研究所,
甘肃省干旱气候变化与减灾重点实验室, 甘肃 兰州 730020)

摘 要:运用中尺度数值模式 MMS, 对 2003 年 7 月 6~8 日甘肃南部发生的一次典型区域性冰雹过程进行了数值模拟, 并用模拟资料分析了大中尺度环流背景和局地对流单体群特征的演变。结果表明, 模式 MMS 较好地模拟了这次冰雹天气过程和中尺度系统发生发展的特征; 低层偏南暖湿气流和中高层西北气流为本次降雹过程提供了环流背景, 地形等局地因素是本次冰雹天气发生的重要条件; 对流单体主要在海拔较高的山脊处生成, 并向低海拔地区移动传播, 传播的速度和方向主要与地形和中高层风速风向有关。

关键词:冰雹; 青藏高原东北侧; 数值模拟; 中尺度; 对流单体
中图分类号:P456.7 **文献标识码:**A

引 言

冰雹降自强对流云, 范围很小, 是特定地理环境、环流背景和某些天气系统发展所诱发的一种小概率、高影响性天气。青藏高原东北侧自然环境既有水平地带变化, 又有强烈的垂直地带变化, 地形地貌复杂, 山地、平川、河谷交错分布, 构成了本地区强对流系统产生、发展的有利条件。

长期以来, 人们对西北冰雹的天气特征、气候规律做了大量探讨, 对产生冰雹天气的环流形势和诱发冰雹天气的局地因素等得到了一些认识^[1-2], 其中以海拔地形与降雹的关系最为引人关注。近年来, 随着新技术、新手段的不断出现, 先进的雷达^[3]、卫星^[4-5]、闪电定位仪^[6]等观测手段开始用于了解认识该地域冰雹云发生和发展的规律, 数值模式模拟^[7-8]也是近来研究冰雹形成机制的重要方法, 这些研究工作大大加深了人们对降雹过程天气、气候、微物理过程的认识。但目前对降雹天气的研究方法主要采用与暴雨研究相类似的天气形势、诊断分析^[9-11]或者是对某一冰雹云单体的流场和微物理过程^[12-14]的分

析。地形与强对流关系的研究工作人们也做了很多, 比如: 刘玉宝等^[15]应用 MBG 模式二维版本研究大山脉气流强迫与对流环流的相互作用; 蔡丹等^[16]采用一个包含复杂地形的完全弹性三维中尺度暖云模式模拟了地形抬升对云的触发作用, 研究了不同地形对已发展的对流云的动力影响; 周颖等^[17]利用三维动力学模式和完全弹性三维冰雹云数值模式, 模拟雹云的发生发展过程; 但地形多被简化, 难于与实际地形比较。时间尺度和空间尺度上巨大的差异, 使得天气分析较难反映局地地形的作用, 雹云模式不能将中尺度地形的影响完全包括, 致使与降雹过程密切相关的中尺度地形不同程度地被割裂开来。

本文使用预报业务中广泛应用的 MMS 中尺度数值模式, 使用高分辨率网格, 对 2003 年 7 月 6~8 日发生在甘肃南部的一次典型的区域性降雹天气过程进行了模拟, 试图通过对强对流过程的高低空环流、垂直环境条件和演变及其局地对流单体生消过程的分析, 找出降雹过程与地形的相关性, 以及地形对雹云对流系统发生发展的影响。

收稿日期: 2006-02-28; 改回日期: 2006-04-11

基金项目: 科技部社会公益性研究课题项目“西北地区防雹消雹技术”(2002DIB10046) 资助

作者简介: 周崑 (1979-), 男, 重庆潼南人, 硕士研究生, 主要从事冰雹天气过程的数值模拟研究。E-mail: cq_zhouwei@126.com

1 模式设计

MM5 是广泛应用于科研和业务的非静力原始方程中尺度数值模式,本文使用 3.6 版,模式范围由 4 层双向嵌套网格组成,数值模拟选用 NCEP 再分析资

料,每 6 h 输入一次;因计算能力的限制,第 4 重嵌套分为不同时段 4 个区域,如图 1 中的 DO3 ~7,其他参数和参数化方案参见表 1。以下叙述,均采用北京时。

表 1 MM5 模式运行参数和区域设置

Tab. 1 Model parameters and domains configuration

σ 坐标(23 层)	1.00,0.99,0.98,0.96,0.93,0.89,0.85,0.80,0.75,0.70,0.65,0.60, 0.55,0.50,0.45,0.40,0.35,0.30,0.25,0.20,0.15,0.10,0.05,0.00
显示水汽方案	Schultz microphysics,IMPHYS = 8,8,8,8
行星边界层方案	High-resolution Blackadar PBL,IBLTYP = 6,6,6,6
云辐射方案	Cloud-radiation scheme,FRAD = 2,2,2,2
积云参数化方案	Kain-Fritsch2,ICUPA = 8,8,8,8
侧边界条件	时变松弛边界条件(Domain1),时间依赖(其他 Domain 2~7),IBOUDY = 3,2,2,2
采用 4 重嵌套	Domain 1: 格点 121 × 121 格距 30.0 km Domain 2: 格点 151 × 151 格距 10.0 km Domain 3: 格点 151 × 151 格距 3.333 km (包含甘肃南部、东部) Domain 4: 格点 211 × 211 格距 1.111 km (包含泾川、环县、灵台、正宁) Domain 5: 格点 151 × 151 格距 1.111 km (包含秦安、甘谷、庄浪、华亭) Domain 6: 格点 121 × 121 格距 1.111 km (包含和政、积石山县) Domain 7: 格点 151 × 151 格距 1.111 km (包含古浪、永登)
(依据降雪时段和区域的不同第 4 重嵌套网络分成 Domain 4、5、6、7,参见图 1)	Domain 1,2,3(05 日 08:00 至 09 日 08:00),每 1 h 输出 1 次结果 Domain 4 (06 日 08:00 ~ 20:00),Domain 5 (07 日 08:00 ~ 20:00) Domain 6 (06 日 14:00 ~ 22:00),Domain 7(08 日 08:00 ~ 20:00) 均为每 6 min 输出 1 次结果
模式运行时间	

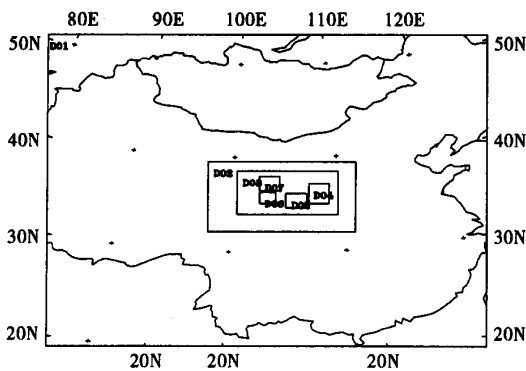


图 1 模式区域设置示意图,DO1 ~7 对应与表 1 中的区域 Domain 1 ~7

Fig. 1 Domains configurations

2 模拟结果与实况比较

2.1 中尺度流场

6~8 日,模式模拟显示:500 hPa 甘肃处于蒙古涡旋的底部,盛行偏西风,新疆有高压脊,并生成闭合

的反气旋环流,往偏东方向移动,青藏高原中部和四川盆地高空也不时有气旋型和反气旋型环流形成,生消较快,并往偏东方向移动,影响甘肃南部;200 hPa 流场显示,贝加尔湖东部有蒙古气旋的环流中心,青藏高原的南部维持强大的南亚高压,高原中部有一条强大而持久的急流带;甘肃 850,700 hPa 的流场图受地形影响显得比较混乱,主要特征是由四川和陕西进入甘肃的偏南和偏东气流,以及从河西南下的气流形成的中小尺度局地涡旋。模式模拟的流场特征与天气实况的中高空槽后西北气流、低层偏南气流特征及其基本演变符合得较好。

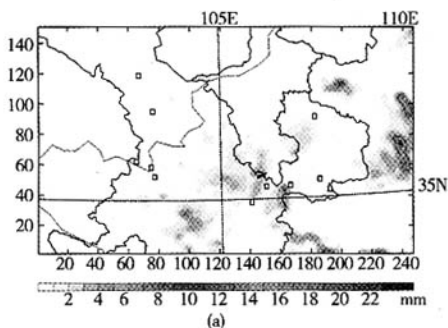
2.2 降水结果

实际降水资料来自 MICAPS 系统和兰州中心气象台的冰雹灾情统计,与 Domain 3(3.333 km 网格距)的输出结果作 6 h 降水比较分析:

6 日 14:00,实况有 1 mm 的降水区,分布于环县、宁夏、陕西,环县自记仪每小时降水量 13:00 为 0.3 mm,14:00 为 4.5 mm;模拟的降水位于环县以西的六

盘山脉,最强中心 5 mm,模拟强度较好,但降水区的位置略偏西;

6日 20:00,实况泾川、环县偏北有 1 mm 降水区、陕西有 25 mm 强中心,甘肃中部、南部为 T 量降水区,模拟的降水在泾川、灵台偏北有 7 mm 中心,陕西 45 mm 中心,华亭、庄浪有 22 mm 虚假降水中心,甘肃中部、南部有 25 mm 虚假降水中心(图 2a),模拟降水的强度偏大,但对甘肃东部和陕西模拟较好;



7日 14:00,实况中兰州、陇西各有 1 mm 降水区,六盘山东部平凉、庆阳有 1~5 mm 降水区,模拟的降水区比实际偏北,强度中心达 11~15 mm;

7日 20:00,实况有大片降水区覆盖甘肃南部、青海东部、陕西中部,强度中心 25 mm,模拟的降水区偏北,强度中心达 40~90 mm;

8日 14:00,实况无降水,模拟结果显示古浪局地有 5 mm 降水区;

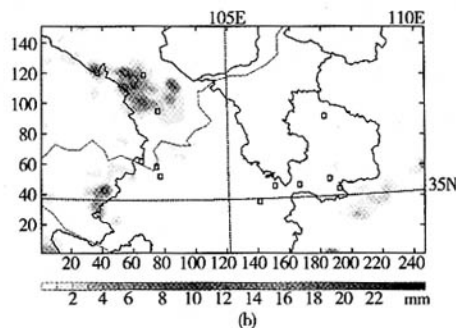


图 2 2003 年 7 月 6 日(a)、8 日(b)20:00 时模式模拟降水量(图中纵横坐标为格点数,下同)

Fig. 2 The precipitation simulated by MMS at 20:00 on July 6 (a) and 8 (b), 2003

8日 20:00,实况为:古浪、永登、乌鞘岭、门源、大通有 1~10 mm 降水区,宁夏南部有 1~2 mm 降水区,模式模拟出古浪、永登、乌鞘岭、门源、大通降水区的强度达 15 mm,在积石山、临夏西南有一虚假降水中心(图 2b),其中古浪、永登附近模拟较好,模拟的主要降水区位置略为偏北,强度稍偏大。

总体认为对 Domain 4,6 日午后和 Domain 7,8 日午后的模拟是较为成功的。可以使用模拟输出进行后面的分析。

3 天气过程和诊断分析

3.1 水汽输送和 CAPE 分析

3.1.1 水汽输送

总特征是从甘肃南部的西南和东南部进入并向宁夏、内蒙输送,造成甘肃东部、南部低层水汽含量较高,西北较低。以 30 km 格距区域的模式输出,作 850 hPa 的风速矢量图和比含水量图(图略),结果显示:5日 18:00 开始有 1 支弱的偏南气流比湿达 8~10 g/kg,经四川盆地沿着青藏高原东缘缓慢输送进入甘肃,同时另有 1 支稍强的偏南气流比湿达 8~12 g/kg,经湖北、河南、陕西进入甘肃东部,使得甘肃东部和南部比湿缓慢增加到 8~12 g/kg。这 2 支偏南气流虽然强度较弱,但持续时间长,到模式模拟结束一直存在。6日 06:00~11:00,甘肃东南面偏南气流比湿的极大值在 14.41~14.59 g/kg 之间;7日甘肃省

的东南部,比湿极大值达到 12 g/kg;8日 13:00,西北部的乌鞘岭山区有一个范围较小的 8~10 g/kg 比湿高值中心。700 hPa 的水汽含量与 850 hPa 相比低了很多,强度中心只达到 6~8 g/kg,但水汽输送特征与 850 hPa 类似。低层水汽含量高值区包含了实况的降水区与降雪区。

3.1.2 CAPE 特点

当气块的重力和浮力不相等时,一部分位能可以转化为垂直运动的动能。这部分能量称做对流有效位能。它是湿对流条件下,浮力对上升气流所作的功,也是大气不稳定性度的度量。一般认为,CAPE 值为 1 000~2 500 J/kg,表示大气中等不稳定,>2 500 J/kg,表示很不稳定,>3 500 J/kg,表示极不稳定。本次模拟过程(CAPE 图略)显示:6日 12:00~14:00,六盘山附近的 CAPE 为 1 800~2 400 J/kg,高值区域面积较大;19:00,CAPE 值减小为 200~300 J/kg;8日 12:00~14:00,乌鞘岭山区(古浪、永登)CAPE 为 600~1 000 J/kg,数值较小,但山区之外的 CAPE 值很小,均在 200 J/kg 以下;8日 19:00 山区的 CAPE 值减小为 200 J/kg 以下。CAPE 高值区及其随时间的迅速变化一定程度上能表明 6 日午后,六盘山区附近出现了强对流天气,高值区的大致范围和实况降水区位置对应较好,但是古浪、永登附近的 CAPE 值没有达到较高的数值,这应该和乌鞘岭山区海拔位置较高以及低层水汽含量较低有关,但 CAPE 的相对高值区却

和实际降雹区对应较好。

3.2 700 hPa 涡度场和散度场分析

3.2.1 散度

6日12:00,由四川中部到甘肃东南部至宁夏、陕西有弱的辐合带,午后甘肃东南部的辐合带消失,转变为大面积的负散度区和镶嵌于其中面积较小的正散度区,数值均为 $(10 \sim 20) \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$;而沿着甘肃和青海交界的祁连山脉经和政、积石山县到四川盆地为散度负值带,数值为 $(-10 \sim -40) \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,20:00以后负散度区面积减小。7日、8日的散度变化与6日基本一致。故本次模拟过程中,以30 km格距区域的低层辐合区与降水区的位置对应上有一定差异。

3.2.2 涡度

6日08:00,在甘肃东部和宁夏有一正涡度区,数值为 $10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,而沿着甘肃和青海交界的祁连山脉经和政、积石山县到四川盆地有涡度正值带,数值为 $(10 \sim 30) \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,并随后往偏东方向移动。甘肃东部和宁夏的正涡度区恰好对应于6日午后泾川、灵台、正宁等地的降水区,和政、积石山县附近的正涡度区也有降水发生。8日08:00,由甘肃河西西部沿祁连山脉经和政、积石山到宁夏、陕西为一正涡度带,强度为 $10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,强中心在民乐、永昌附近为 $30 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,8日09:00,有涡度中心在古浪附近生成,

8日11:00和民乐的涡度中心连成正涡度高值带,值为 $34 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,于8日14:00又分裂为古浪和民乐2个正涡度高值中心。本次模拟过程中,以30 km格距模式输出的低层正涡度区与实况降水区配合得较好。

4 局地特征分析

本次模拟的水平最小网格距是1.111 km,可以挑选个别对流单体或单体群作强风暴分析,选择Domain 4(泾川、灵台、环县、正宁)和Domain 7(古浪、永登)作以下分析。

4.1 对流单体初生与地形的相关性

复杂的地形使得边界层内的各参量水平分布不均,从而产生许多热力、动力性质的局地环流,使水汽和热量重新分布,使得局部地区势能和动能汇集,并通过动力或热力过程触发,产生能量释放。

图3为8日乌鞘岭山区 $Z=4.0 \text{ km}$ 的温度图。13:00(a)和14:00(b)显示:海拔较高的马雅山和毛毛山处的空气与周围大气相比温度较高,容易产生上升运动,又由于低层大气为暖湿的东南气流,且由低海拔川区向山区辐合受地形抬升,在这种条件下山区很容易产生大量的对流单体。

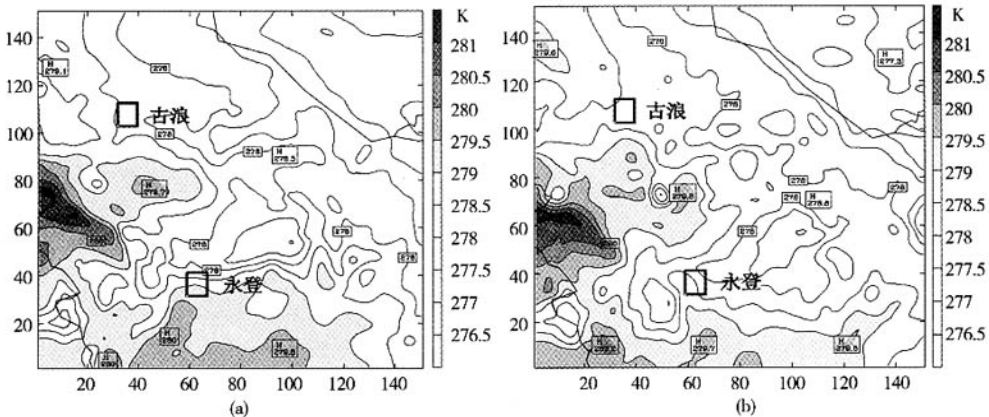


图3 2003年7月8日13:00(a)和14:00(b)乌鞘岭山区 $Z=4.0 \text{ km}$ 的温度图(单位:K)

Fig. 3 Temperature at $Z=4.0 \text{ km}$ in Wushaoling mountain area at 13:00(a) and 14:00(b) on July 8, 2003

图4为6日甘肃东部地区 $Z=2.5 \text{ km}$ 的温度图。14:00(a)和15:00(b)显示:由于西面的六盘山脉附近温度高于泾川、灵台、环县等地,又有低空暖湿偏南

气流,有利于山区及附近动力、热力抬升而产生对流系统。

对流泡也称作对流单体,一个由中心为上升气

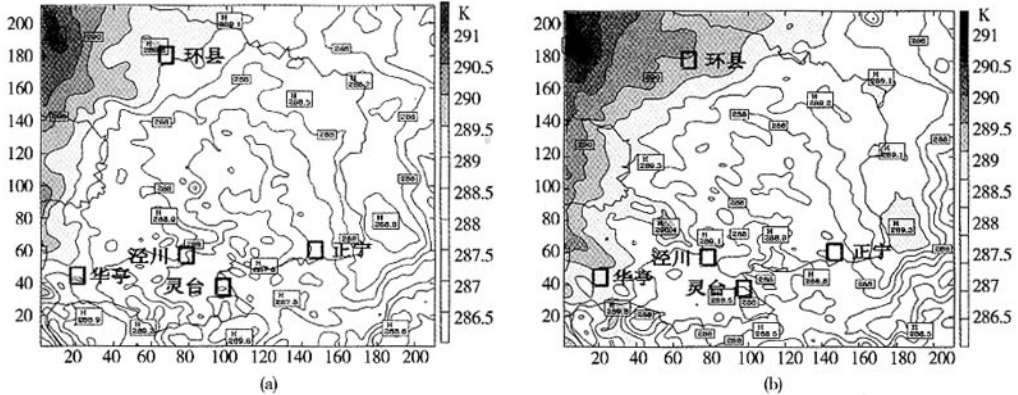


图4 2003年7月6日14:00(a)和15:00(b)六盘山脉东部 $Z=2.5$ km 的温度图(单位:K)

Fig.4 Temperature at $Z=2.5$ km in the east of Liupanshan Mountain at 14:00 (a) and 15:00 (b) on July 6, 2003

流和周围较弱下沉气流组成的单个对流系统。对流单体中的空气上升速度、含水量和雷达回波强度等一般较四周大气高。积云在发展初期一般是一个对流泡,达到浓积云或积雨云时往往有几个对流泡组成。雹暴中的孤立单体、多单体、超级单体都是不同的对流泡,而上升气流、云内含水量等微物理特征不易探测,等效雷达回波是模式中分析对流系统特征的一个综合指标,本文选用雷达回波及其变化来表征对流单体生消演化,并假定等效雷达回波强度超过 15 dBZ 时视为有效云体。本文使用的 RIP 模块的功能直接计算等效雷达回波,具体计算方法参见 RIP 使用文档。

图5的演变过程显示:午后,在乌鞘岭、毛毛山西面山峰处有对流单体生成,受中高空气流的牵引,向偏东方向传播;随着单体的传播发展,在单体前部和两侧不断有新单体产生,于是山区海拔较低处开始也有对流单体生成,并且单体生成的数目越来越多,向低海拔地区移动,并发展成熟,产生降水,然后消亡。低层有川区向山区辐合的东南暖湿气流,由于乌鞘岭至毛毛山为东西走向,马雅山为西北东南走向,本次模拟中大多数单体在山脉的南坡和东坡生成,向偏东偏南方向发展,也有少数单体在山脉北麓生成,向低海拔偏东北方向发展。总的特点是单体在海拔较高的山脊附近生成,主要受中高空西风气流引导向偏东偏南方向移动,单体在移动过程中能够触发低海拔地区不稳定能量引起上升运动而形成新单体,新生单体容易在单体移动方向的前部及两侧生成。单体的生

命史为 1 h 左右,单体群从生成到消亡移动过的距离为 20 ~ 70 km,等效雷达回波图更容易反映这种单体发展、消亡、传播的过程。本次模拟过程中等效雷达回波强度最大值在 14:42 和 17:48, > 56 dBZ,与实况降雹的时间:古浪 14:45 左右和永登 16:20 左右仍然是有较大的差异。

单体的移动,实质上决定于对流环流上升支的移动,上升气流是支持云体存在发展的动力基础,没有动力支撑的云体不可能维持长久,只能随风飘移。对流环流的移动可以是整体性的受环境风驱使而移动,也可以是自传播性质的移动,低层抬升(辐合、地形)和不稳定能区的分布容易引导对流系统向有利于其发展的地域移动^[19]。对流单体群的移动和新单体生成的位置与地形、中高层环境风场及不稳定能量分布有关。乌鞘岭、马雅山和六盘山的周边地区是海拔较低的川区、河谷地,而六盘山周边地区的海拔更低,面积更广,在午后太阳辐射和低空偏南暖湿气流的条件下,容易形成比乌鞘岭山区更为深厚的不稳定能量。在单体群向偏东方向的传播过程中,海拔较高处能生成较多的单体,海拔较低处则发展成更加强盛的对流单体。比如在乌鞘岭山区模拟的最大上升速度为 16.6 m/s,而泾川、灵台、环县区域模拟的最大上升速度达到 22.4 m/s,并且都出现在距离山脊较远的海拔较低地区,这与文献[1]中的大雹落区统计是相符合的,但较大的垂直速度是否与降大雹必然联系仍需进一步研究。

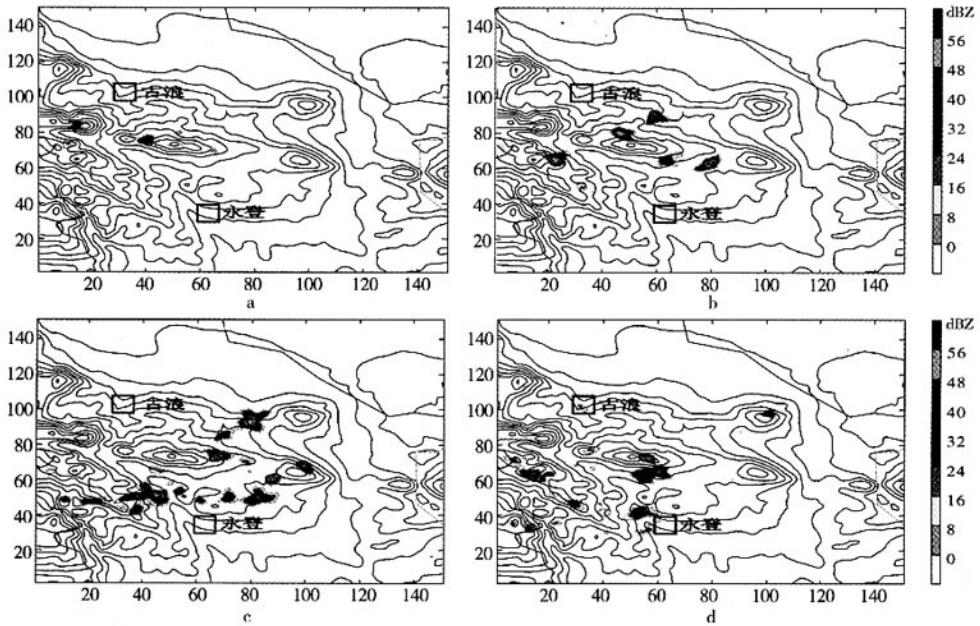


图5 2003年7月8日13:36(a),14:36(b),15:36(c),16:36(d)
乌鞘岭山区 $Z=5.0$ km 水平等效雷达回波图的演变(单位:dBZ)

Fig.5 Simulated equivalent radar reflectivity factor at $Z=5.0$ km in Wushaoling mountain area on July 8, 2003, 13:36(a),14:36(b),15:36(c),16:36(d)

4.2 中 β 尺度系统特征

图6a的PPI等效雷达回波图显示,有多处单体的等效回波强度达到48 dBZ,图6b等效RHI中的单体处于成熟阶段,为一中 β 尺度对流系统,云顶高度达12 km,云体水平尺度为20 km左右,等效回波强度中心>56 dBZ,48 dBZ回波顶高达到9 km以上,最大上升速度区的位置为8~10 km高度。等效RHI图风场垂直分量和水平分量的配置与冰雹云“六道”理论^[19]的观点比较相似。单体的强盛阶段在17:42~17:54,在以后的时次中强度中心迅速消失,48 dBZ顶高很快下降,整个单体进入消散阶段,并在18:12左右消散,整个生命史1 h左右。

将图6a中的虚线方框区域放大,并作垂直高度 $Z=4.5$ (图7a)、5.0(图略)、8.0(图7b)、8.5 km(图略)的叠加水平风场,发现低层的风向并不是规则的偏南风,而是向云体气旋型辐合的;高层的水平风向则是较规则的偏西气流。

4.3 垂直速度

乌鞘岭山区8日12:00,低层大面积为弱的上升气流,也有零星的上升下沉气流中心且成对出现,位

于地势较高处;13:24以后,低层下沉气流中心强度加强,上升气流仍然较弱。在以后的时次中,上升气流强度变化很小,但下沉气流增强,且有多个下沉中心;6 km高度,正负强度中心距离很近,上升气流大值达到8 m/s;8 km,14:24上升速度最大为13 m/s,14:48上升速度达到14 m/s,17:36达到16 m/s;10 km的上升速度最大值在17:42达到14.6 m/s。图8为17:42乌鞘岭山区8.5 km和9.0 km高度的垂直速度图,最大速度值>16 m/s。上升速度随高度增加而增大,并在8~10 km达到最大值,且数值>15 m/s,是形成冰雹的有利条件。

在泾川、灵台区域的整个模拟时段中,低层垂直速度无明显特征,上升下沉速度区域相间分布,数值较小,最大为1 m/s。500~300 hPa的上升速度最大值均>12 m/s。模拟结果反映主要有2个单体群,分别是15:00开始不断生成于六盘山脉东坡,并向偏东和偏南方向移动,最大上升速度为15~16 m/s的单体群;另一个是生成于子午岭的单体群,由于处于模式第4层嵌套区域的边缘,由第3层区域判断单体群主要向偏东偏南方向移向,最大上升速度22.4 m/s。

其中 17:00 六盘山东坡靠近平凉,有对流单体生成,发展迅速,17:36 最大上升速度达 12 m/s,并有多个单体产生,往东南方向移动;18:00 最大上升速度达 15.1 m/s;19:00 时单体群已经移动到泾川县上空,8 km 上升速度 13.48 m/s;19:48 最为旺盛,靖远、平凉、

泾川上空 8 km 为一条速度 >9 m/s 的上升气流带,但上升气流强度中心在泾川以西,速度为 16.1 m/s,随后此单体群逐渐消亡。对流单体群移动距离为 30 ~ 100 km 左右。模式模拟的本条上升气流带的形状和时间与降水区实况对应较好,但位置稍微偏西北。

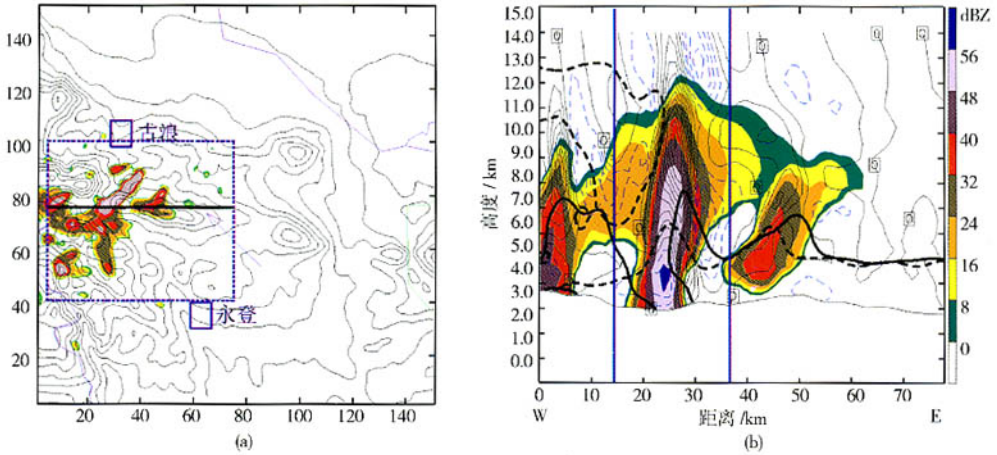


图 6 2003 年 7 月 8 日 17:48 乌鞘岭山区地形及等效雷达回波图 (dBZ), $Z=5.0$ km, (a) 为水平截面, (b) 为垂直截面

(a) 中虚线方框为图 7 放大的区域; b 图中粗实线为

水平风速 $U=0$, 粗虚线为水平风速 $V=0$, 细实线为垂直风速 W , 细虚线为 W 的负值, 2 条竖线之间为一单体

Fig. 6 Simulated equivalent radar reflectivity factor (dBZ) of Wushaoling mountain area on July 8, 2003,

(a) Horizontal indication, (b) Vertical indication

Dashed box in figure 6a is the region of Fig. 7, figure 6b is the vertical cross at line pointed by arrows in figure 6a;

Thick line in figure 6b indicates $U=0$, thick dashed line indicates $V=0$, thin line indicates vertical wind speed with positive value, thin dashed line indicates vertical speed W with negative value

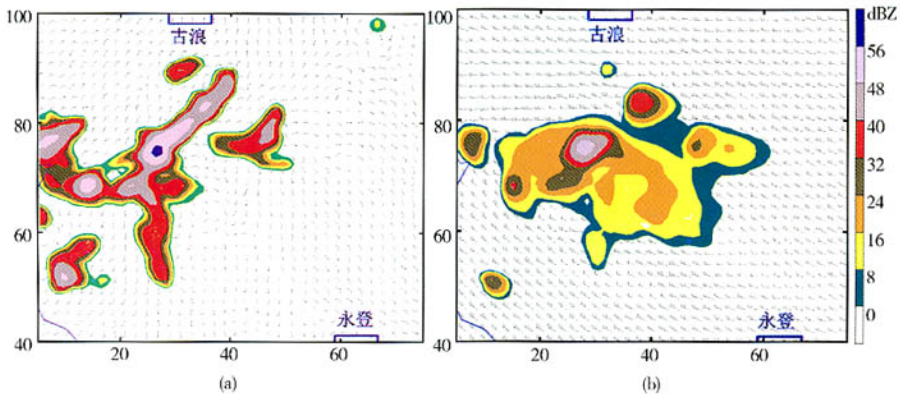


图 7 2003 年 7 月 8 日 17:48 乌鞘岭山区等效雷达回波叠加 4.5 km (a), 8.0 km (b) 高度的水平风场

Fig. 7 Simulated equivalent radar reflectivity factor (dBZ) and wind field of Wushaoling

mountain at $Z=4.5$ km (a), 8.0 km (b) at 17:48 on July 8, 2003

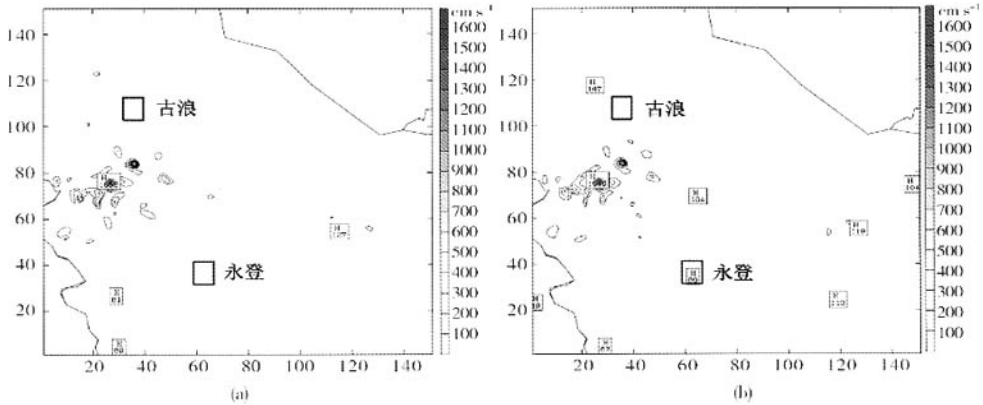


图8 2003年7月8日17:42乌鞘岭山区高空气流垂直速度(单位:cm/s),8.5 km(a),9.0 km(b)

Fig. 8 Vertical wind speed of air flow over Wushaoling mountain at $Z=8.5$ km(a), 9.0 km(b) at 17:42 on July 8, 2003

5 结 语

(1)本次甘肃南部2003年7月6~8日的强对流天气过程是在低层偏南气流高层西北气流的条件下发生的。低空的暖湿空气受偏南气流和地形影响而辐合抬升是本次冰雹天气的主要触发机制。

(2)用MM5模式对这次连续性降雹天气过程的模拟是成功的,Domain1(30 km 网格距)能够较好地反映高低空流场和降水区分布,但降水中心、强度和降水时段略有偏差,个别站的模拟值与观测有较大的差别。使用1.111 km 网格距对局地降雹时段的模拟也成功,反映出了古浪、永登、泾川等地强对流过程较强的垂直速度和雷达回波;通过低层的气温、散度、涡度直接表明本次强对流过程中,乌鞘岭、六盘山、子午岭等高山地形与对流单体群生成源区联系紧密,数目众多的对流单体,相互影响发展,产生强烈的天气过程。并且主要受中高空西北气流的引导而向偏东、偏南方向移动,单体群从地势高的山地向地势低层的区域移动时,暖湿空气从云体前下方进入云体,有利于大气的不稳定能量转化为动能,使对流单体群得到加强,演变成为强风暴系统,导致降雹天气。对流单体群由初始形成到成熟消亡,所移动的水平距离为20~100 km左右。

(3)MM5的细网格模拟中,午后在海拔较高的山区出现与山脉地形形状相似的正涡度区和负散度区,散度、涡度和垂直速度中心成对出现,强度很大、变化剧烈,表明模式能够表达近地面地形的局地作用,并

且对单体、单体群生消和中 β 尺度系统的流场结构演变也表现出较好的本领,但是要使中尺度模式精确地模拟单体、单体群的生消演变是困难的。

(4)模式输出数据计算的垂直速度、等效雷达回波等在本次模拟中特点明显,但能否作为西北冰雹天气的判别指标还需进一步研究。

(5)由于计算能力的限制,本次模拟的第4层区域被迫分为4块,垂直层数只有23层,选择了某些省时的物理方案,加上模式输入未使用同化资料,造成模拟的过程在一定时段有较大的偏差。

参考文献:

- [1] 周嵬,张强,康凤琴.我国西北地区降雹气候特征及若干研究进展[J].地球科学进展,2005,20(9):37-42.
- [2] 渠永兴.甘肃省冰雹云研究综述[J].干旱气象,2004,22(1):80-85.
- [3] 渠永兴,张强,康凤琴.甘肃永登强对流云的雷达气候学特征分析[J].高原气象,2004,23(6):774-779.
- [4] 张杰,张强,康凤琴,等.西北地区东部冰雹云的卫星光谱特征和遥感监测模型[J].高原气象,2004,23(6):743-748.
- [5] 张杰,李文莉,康凤琴,等.一次冰雹云演变过程的卫星遥感监测与分析[J].高原气象,2004,23(6):758-763.
- [6] 张鸿发,鄯秀书,王致君,等.偏振雷达观测强对流雹暴云[J].大气科学,2001,25(1):38-48.
- [7] 康凤琴,张强.青藏高原东北边缘冰雹微物理过程模拟研究[J].高原气象,2004,23(6):735-742.
- [8] 康凤琴,张强.青藏高原东北边缘冰雹形成机理探索[J].高原气象,2004,23(6):749-757.
- [9] 张新荣,王锡稳,程鹏,等.一次区域性冰雹天气过程分析[J].干旱气象,2004,22(4):64-69.

- [10] 王锡稳,陶健红,刘治国,等.“5.26”甘肃局地强对流天气过程综合分析[J].高原气象,2004,23(6):814-820.
- [11] 孙建华,赵思雄.华南“94·6”特大暴雨的中尺度对流系统及其环境场研究 I[1].引发暴雨的 β 中尺度对流系统的数值模拟研究[J].大气科学,2002,26(4):541-557.
- [12] 刘术艳,肖辉,杜秉玉,等.北京一次强单体雹暴的三维数值模拟[J].大气科学,2004,28(3):455-470.
- [13] 付丹红,郭学良,肖稳安,等.北京一次大风和强降水天气过程形成机理的数值模拟[J].南京气象学院学报,2003,24(6):190-199.
- [14] 洪延超,肖辉,李宏宇,等.冰雹云中微物理过程研究[J].大气科学,2002,26(3):421-431.
- [15] 刘玉宝,胡志晋,何观芳,等.中尺度山脉对流群的动力和微物理数值模拟[J].气象学报,1995,53(2):157-166.
- [16] 蔡丹,孙立潭,徐涛.山地对流云的数值模拟[J].解放军理工大学学报(自然科学版),2002,3(4):92-97.
- [17] 周颖,文继芬,黄浩隽.复杂地形下冰雹预报的数值试验研究[J].成都信息工程学院学报,2004,19(4):552-558.
- [18] 刘德祥,白虎志,董安详.中国西北地区冰雹的气候特征及异常研究[J].高原气象,2004,23(6):795-803.
- [19] 许焕斌,段英,刘海月.雹云物理与防雹的原理和设计[M].北京:气象出版社,2004.9,31,67-68,84.

Numerical Simulation on a Strong Hailstorm Case over the Northeast Qinghai - Xizang Plateau

ZHOU Wei^{1,2}, ZHANG Qiang², KANG Feng-qin²

(1. Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China;

2. Key Laboratory of Arid Climate Change and Reducing Disaster of Gansu Province,
Institute of Arid Meteorology, CMA, Lanzhou 730020, China)

Abstract: The hailstorm occurred on July 6 to 8, 2003 over the northeast of Qinghai - Xizang plateau was simulated by using MM5, and its meso-scale circulation background and local convective cells characteristics were analyzed based on simulated data. The results show that: (1) This hail fall process was simulated well by MM5; (2) Warm humid air from south at lower level and cold dry air from north-west at middle and upper level resulted in this weather process, and the factors such as local terrain, etc. were important to this event; (3) Convective cells formed at high altitude plots firstly and then spread to lower altitude area, and the speed and directions of cells' spread depend on terrain factors and upper level wind.

Key words: hailstorm; Northeast Qinghai - Xizang plateau; numerical simulation; meso-scale; convective cell